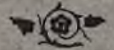
Odbitka z czasopisma polskiego Towarzystwa przyrodników im. Kopernika
KOSMOS XXXIV.

O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach

(Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen),

napisał
Dr. LUDOMIR SAWICKI.



LWÓW,
ZWIĄZKOWA DRUKARNIA WE LWOWIE, UL. LINDEGO L. 4.
1909.

Odbitka z czasopisma „Kosmos“, zeszyt 5—6 z r. 1909.

O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach

(Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen),

napisał

Dr. LUDOMIR SAWICKI.

I. Wstęp.

Wiele czasu upłynęło, zanim nastały dzisiejsze czasy, w których geograf zaczyna podawać geologowi bratnią rękę, aby społem rozwiązywali zagadnienia, których jeden bez drugiego ryzwikłać nie mógł. Dopiero metoda genetyczna zmusiła morfologa do zaglądania pod powierzchnię napotykanych form, aby zrozumieć, z czego one i w jaki sposób powstały.

Wtedy ujawniło się, że bardzo bliskie węzły wiążą geologa z morfologiem. Staje się to z chwilą, gdy obaj zdają sobie sprawę, że tak w przedmiocie poszukiwań, jak w metodzie, mogą się nieraz zgadzać, choć się w innych kierunkach różnią. Świadomość tego budzi poczucie, że należy, aby obaj razem pracowali, popierając a nie lekceważąc jeden drugiego.

Geolog, jak i morfolog, wychodzą w swoich badaniach ze stosunków normalnych; geolog z ułożenia pierwotnego warstw, morfolog z normalnych form. I warstwy i formy rzadko kiedy trafiają się w naturze w stanie zupełnie pierwotnym i nienaruszonym; dlatego głównem zadaniem obu badaczy jest rekonstrukcya dawnych utworów i dawnych form z ruin i szczątków. Warstwy znajdują się zwykle w położeniu pierwotnem, gdy

leżą mniej lub więcej poziomo (z wyjątkiem niektórych szczególnych wypadków akumulacyi lądowej, ułożenia warstw deltowych, przybrzeżnych, wydmowych i t. d.); forma zaś jest normalna, jeżeli jej kształt zgadza się ze spadkiem do niej przynależnym i ze siłami, które ją wybudowały. Z tego wynika, że geolog śledzi przeważnie odkrywki, a morfolog przebieg kształtów na większej przestrzeni.

Faktem pozostaje, że znamy dokładnie w historyi ziemi epoki sedymentacyi, a bardzo mało okresy denudacyi; w tych ostatnich powstawały tylko formy, a rzadko kiedy warstwy. Morfolog dopiero, rozwiązując zagadnienia, należące do tych epok, przyczynia się do rozświetlenia historyi ziemi.

Rekonstrukcya jest stosunkowo jasna i pewna, gdy dana powierzchnia nie została później pofałdowaną; dlatego dużo światła rzuciły studya morfologiczne na rozwój, który przebyły kraje w epokach młodszych od głównego fałdowania, to jest w Europie środkowej po czasach młodego trzeciorzędu i w czwartorzędzie. Podobne zbadanie paleomorfologii w epokach denudacyjnych, starszych od głównych fałdowań, będzie trudnem, choć może bardzo wdzięcznem, zadaniem przyszłości.

Z dotychczasowych wyników nowszych studyów morfologicznych dla morfologów najbardziej interesującem jest powstanie i rozmieszczenie form powierzchni, dla geologów — istnienie, jakość, intenzywność i wiek młodszych ruchów górotwórczych, które to momenty nie dają się wysnuć — z powodu braku odpowiednich pokładów — na podstawie metod geologicznych.

Podać przegląd wyników badań morfologicznych z ostatnich lat w Karpatach, będzie zadaniem niniejszego studyum. O Karpatach właśnie w tej kwestyi więcej dziś mamy wiadomości, niż na przykład o Alpach, choć badanie Karpat z punktu morfologicznego zaczęło się znacznie później. Dzieje się to zaś dlatego, że w Karpatach ślady morfologicznego rozwoju nie są tak zatarte i skomplikowane śladami epoki lodowej, jak w Alpach, gdzie starsze formy giną prawie zupełnie pod młodemi, lodowcowemi.

Uwagę całkiem ogólnikowo tylko zwrócili na prawdopodobieństwo młodszych ruchów górotwórczych w Karpatach

V. Uhlig[1]) i Friedberg[2]), omawiając stosunki rozmieszczenia pionowego pokładów nie sfałdowanych młodszego miocenu w Zachodnich Karpatach. Löwl[3]) dotknął się tego problemu z punktu widzenia ogólno-morfologicznego. Ale pierwszy, który na te zjawiska wogóle zwrócił uwagę, był E. de Martonne[4]) w Alpach transylwańskich i prawie równocześnie z nim St. Rudnicki[5]) w środkowych Karpatach piaskowcowych. Potem autor niniejszych słów wziął się też do podobnych studyów w Karpatach zachodnich[6]), oraz w krasie słowackim[7]); w najnowszych czasach Rudnicki[8]) swoje studya prowadził dalej, de Martonne[9]) pogłębił badania dawniejsze i złożył je w wspa-

---

[1]) V. Uhlig: Tektonik der Karpaten. Sitz. Akad. Wien, mat. nat. K. (1907); **16.** (C) 32.

[2]) Friedberg: Das Miozän der Niederung von Nowy Targ. Sitz. Akad. Wien. mat. nat. Kl. (C) **15.**

[3]) Löwl: Allgemeine Geologie. Klaar's Erdkunde. (1906); **11,** 183.

[4]) E. de Martonne: Sur l'évolution du relief du Plateau de Mehediuti. Comptes rendus Ac. Paris. (1904) C. **38.** 1058.

— Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transsylvanie, ibid. C. **38.** 1440.

— L'évolution morphologique des Karpates meridionales CR. du VIII. Congrés intern. de Géographie. Washington 1904, (1905), 138—145.

— Sur le caractère des hauts sommets des Karpates meridionales, CR. du Congrés pour l'avancement des Sciences, Bucarest, 1903 (1905), 6.

[5]) St. Rudnyckyj: Znadoby do morfologii Karpackoho stoczyszcza Dnistra. Zbirnyk sek. mat.-pryrodn. Tow. Szewczenki. X. (1905). Dilo Lwów (1906); 233.

— Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes. I. Geographischer Jahresbericht aus Österreich. V. Wien. (1907).

[6]) Sawicki L.: Physiographische Studien aus den Westgalizischen Karpathen. Geographischer Jahresbericht aus Österr. Wien (1908); 67—94; obszerniej: Z fizyografii Zachodnich Karpat jest w druku, pojawi się w Archiwum naukowem. Lwów. (1909).

[7]) Sawicki L.: Szkic krasu słowackiego i t. d. Kosmos. Lwów (1908); **33,** 395—445

[8]) Rudnyckyj St.: Znadoby do morfologii pidkarpackoho stoczyszcza Dnistra. Zbirnyk mat. prirod. sekcyi Nauk. Towar. Szewczenki. XI. Lwów (1907)

— Beiträge zur Morphologie des Galizischen Dniestrgebietes II. — w druku: Geographischer Jahresbericht aus Österreich, Wien (1908).

[9]) De Martonne E.: Recherches sur l'évolution morphologiques des Alpes de Transsylvanie (Karpates méridionales). Revue de Géographie annuelle (M. Ch. Velain) Tome I. (1906/7). Paris. XII—XXI. 1—279.

niałej monografii Karpat transylwańskich, Cvijič [1]) opublikował klasyczne studyum nad Żelazną Bramą, a Hassinger [2]) rozpoczął badania morfologiczne w obszarze Bramy Morawskiej. Wszyscy osiągnęli wyniki ważne, dotyczące młodszych ruchów górotwórczych; postaram się przedstawić je krótko i krytycznie i wysnuć z nich poglądy ogólniejsze.

II. Zachodnie Karpaty fliszowe.

Rozpocznę od Zachodnich Karpat, w których ruchy, jak zobaczymy, są najstarsze; a właśnie ten rozwój dawny jest w nich szczególnie bogaty w rozliczne fazy i daje się tak samo, jak ruchy górotwórcze, co do wieku dokładnie oznaczyć. Oprócz tego właśnie Zachodnie Karpaty najlepiej mnie osobiście są znane. W krajobrazie zachodnich Karpat galicyjskich rzucają się przedewszystkiem w oczy następujące pierwiastki.

1) Ogromne, faliste równie wyżynowe na pogórzu łączą się z terasami rzecznemi w krainie górskiej i z równiami w kotlinie Nowotarskiej w jeden, jednolity poziom. Poziom ten ścina po części terasowo, po części peneplenowo strukturę tektoniczną, stworzoną przez nasunięcie płaszczowinowe Karpat fliszowych po osadzeniu się iłu solnego w Wieliczce.

2) Ponad tym poziomem wznoszą się w krainie górskiej góry wyspowe, szczątki starszego, dziś wyższego poziomu zrównania, młodszego od ruchów tektonicznych, które stworzyły strukturę Karpat fliszowych.

3) Niższy poziom jest pokrajany dolinami. W nich znajdujemy już pokłady tortońskiego morza transgresyjnego. Tym sposobem podwójne zrównanie i podwójne pokrajanie równi poziomu górnego i dolnego należy odnieść do czasu między ruchami głównymi górotwórczymi a transgressyą młodomioceńską, czyli do epoki międzymedyterańskiej; takie przesunię-

---

[1]) Cvijič Jov.: Posiedzenie Tow. Geograf. we Wiedniu. 28. X. (1907). Entwickelungsgeschichte des Eisernen Tores. Pet. Mittlg. Ergzheft 160. Gotha (1908).

[2]) Hassinger H.: Posiedzenie Tow. Geograf. we Wiedniu 9. XII. (1907). Pojawi się w druku w Geographischer Jahresbericht aus Österreich. Wien (1908).

cie poziomu erozyjnego najłatwiej tłumaczyć przez ruchy epeirogeniczne pozytywne, które w dwóch etapach wypiętrzyły fliszowe Zachodnie Karpaty w Galicyi w stosunku do otoczenia. Pierwszy z tych ruchów górotwórczych równocześnie skośnie ustawił poziom górny tak, że posiada dziś spadek 30‰, co umożebnia nam oznaczenie wymiarów wypiętrzenia krainy górskiej na jej południowym brzegu; wynosiło ono mniejwięcej 600 *m*. Drugie wypiętrzenie spowodowało prawie równomierne wyniesienie poziomu dolnego o 200 *m* nad poziom, w którym powstał; skutkiem tego został on pokrajany dolinami 150 — 200 *m* głębokiemi, zanim transgresya młodomioceńska zalała doliny, zasypała je i wtargnęła wzdłuż Praskawy i Praraby aż do kotliny Nowotarskiej. Utwory tej transgresyi utrzymały się w rowie Dunajcowym koło Nowego Targu skutkiem wgięcia potortońskiego, które je od zniszczenia ochroniło[1]). Podobnie też miocen młodszy pod Nowym Sączem został wgięty. Ale te wgięcia były tylko podrzędnemi ruchami falistemi negatywnemi, podczas gdy zresztą kraina bieszczadzka Zachodniej Galicyi, szczególnie w otoczeniu Tatr, została wypiętrzona. Skutkiem tego warstwy morza potortońskiego, pochodzące z mniej więcej jednakowych głębin, znajdują się dziś w wysokościach, różniących się między sobą o 350 – 500 *m* Wiek tego wielkiego wypiętrzenia nie jest dokładnie znany skutkiem braku pokładów sarmackich i plioceńskich w Zachodniej Galicyi. Prawdopodobnie jest ono równoczesne z wielkiem cofnięciem się morza w początkach sarmatu z Zachodniej Galicyi, jeżeli dzisiejsze granice rozprzestrzenienia pokładów sarmackich nie są denudacyjne, lecz odpowiadają mniejwięcej istotnym granicom dawnego morza. Możnaby sobie też wyobrazić, że jest ono plioceńskie i że erozya wyprzątnęła wtedy już całkiem sarmat. Ale czasy sarmackie są w kotlinie wiedeńskiej[2]) i, jak zobaczymy, także w innych częściach Karpat właśnie epoką cofnięcia się mórz, tak, że przez analogię wypada

---

[1]) To wgięcie spowodowało też wypłukanie zagłębia podtatrzańskiego w miękkich łupkach, wytworzenie przełomów denudacyjnych Dunajców i Białki przez grzbiet Gubałówki i zboczenie górnych Dunajców w kierunku ich dzisiejszego biegu.

[2]) Hoernes: Die Ebenen Österreichs. — Hassinger: Geomorphologische Studien aus dem Wiener Becken.

przyznać wiek sarmacki młodszym ruchom w Galicyi zachodniej. O jeszcze późniejszych ruchach górotwórczych w Zachodniej Galicyi nic nie wiemy dotychczas; zdaje się, że, jeżeli wogóle istniały, były bardzo słabe. Geneza teras dyluwialnych nie jest jeszcze wyświetlona.

Z powyższych zdań wynika z zupełną jasnością po pierwsze, że rzeźba Karpat Zachodniej Galicyi jest stosunkowo bardzo stara, po drugie, że jej rozwój został spowodowany głównie przez szereg ruchów górotwórczych, młodszych od głównego fałdowania, i że odbył się w 3 cyklach, a po trzecie, że ze względu na te ruchy młodszy trzeciorzęd (szczególnie utwory międzymedyterańskie) dotychczas był niedostatecznie uwzględniany. Epoka międzymedyterańska, jak i sarmacka, są doniosłego znaczenia; czasy te, metodą i środkami geologów prawie niezbadane, wykazują obfitość procesów denudacyjnych i ruchów górotwórczych.

B. Willis [1]), słynny morfolog i geolog amerykański, który w powrocie z Azyi do Ameryki zatrzymał się dłuższy czas w Europie, był w towarzystwie Uhliga ktrótki czas w okolicy kotliny Sądeckiej, a w towarzystwie Cvijiča w przełomie Dunaju w Żelaznej Bramie. Zdanie jego o rozwoju Zachodniej Galicyi zgadza się w głównych punktach z wywodami moimi. Jest ono następujące: fałdowanie główne jest pooligoceńskie; fizyografia jednak krajobrazu gór dowodzi młodszych jeszcze ruchów górotwórczych. Wypiętrzony przez fałdowanie górotwór został zniszczony, zniesiony i przemieniony w płaskowzgórze słabo faliste; to pogórze później znów zostało wypiętrzone i skośnie ustawione; takim sposobem powstał drugi karpacki górotwór, którego stosunek do pierwszego, zachowanego szczątkowo w krajobrazie, Willis'owi dokładniej nie był znany. Dunajec i rzeki podobne rozwinęły się na pierwszem pogórzu i utrzymały się przy swym biegu podczas drugiego wypiętrzenia, wgłębiając swe zakola i zakręty. Wyżłobiły sobie już dna szerokie, gdy młodomioceńska transgresya zalała doliny i stworzyła głęboko sięgające zatoki; boczne dopływy przystosowały się do poziomu morza i wytworzyły szerokie terasy.

[1]) B. Willis: Report on geological investigations. 4. Yearbook of the Carnegie Instituton of Washington (1906); 197.

Podczas pliocenu cała kraina została według Willis'a znowu wypiętrzona, nasypy morskie w estuaryach uległy po większej części wyprzątnięciu, a doliny pogłębieniu.

III. Zachodnie Karpaty centralne.

Do krainy centralnej, górnowęgierskiej Zachodnich Karpat wiodą nas doliny przełomów antecedencyjnych, to jest z niej pochodzących lub do niej płynących rzek Orawy i Popradu. Na podstawie ich rozwoju mogłem stwierdzić, że także kotliny spisko-liptowska i turczańska, czyli kotliny najbardziej typowo tektoniczne w Karpatach Zachodnich zawdzięczają swój dzisiejszy wygląd ruchom górotwórczym wieku między- lub pomedyterańskiego. Wzdłuż Popradu odkryłem wysokie dno dolinne bez wątpienia międzymedyterańskie, które pod Orłowem leży w wysokości 800 *m*. Od czasu wytworzenia się jego dno kotliny Spiskiej musiało się zatem obniżyć mniej więcej o 300 *m*; ten ruch zapadlinowy, mioceński lub pomioceński jest więc młodszy od głównego fałdowania. Zapadnięcie górnej części dorzecza Popradu spowodowało zwycięską walkę młodego Hornadu z osłabłym Popradem, którego dział wodny nie jest ustalony. Fakt, że ta walka nie zakończyła się jeszcze, mimo że jej koniec jest do przewidywania, dowodzi młodości ruchów górotwórczych w tych okolicach.

Tak samo kotlina turczańska powstała w dzisiejszym wyglądzie dopiero po głównej epoce ruchów tektonicznych w Karpatach Zachodnich. Orawa dopiero po wgłębieniu się kotliny Nowotarskiej (jak widzieliśmy w sarmacie), zdołała zdobyć zlewisko dzisiejszej Białej Orawy, która dawniej spływała do Skawy. To pewnie byłoby już dawniej nastąpiło, gdyby Orawa przed młodszym miocenem miała w kotlinie turczańskiej tak niski poziom erozyjny, jak obecnie. Potwierdza to fakt, że znajdują się w kotlinie turczańskiej pokłady wapieni i żwirów bardzo prawdopodobnie młodotrzeciorzędnych. [Adrian[1]) i Uhlig[2]) uważają je na podstawie znalezionych tu *Congeria triangula-*

---

[1]) Andrian: Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt (1865); **16,** 196. — Stauer: ibidem (1869); **19,** 532.

[2]) Uhlig: Geologie des Tatra-Krivangebirges. Denkschriften der Wiener Ak. d. Wiss. mat. nat. Kl. (1902); **70,** 735.

ris i *Paludina Sadleri* za pokłady słodkowodne epoki pontyjskiej]. Są one dyslokowane, więc po ich osadzeniu ruchy górotwórcze nie zupełnie ustały. Główne zapadnięcie i wgłębienie kotliny turczańskiej nie może być młodszem od wgłębienia kotliny liptawsko-spiskiej i nowotarskiej, gdyż Wag i Orawa w takim razie zwróciłyby się ku Popradowi i Dunajcowi. A prawdopodobnie nie są także późniejsze od epoki młodomioceńskiej, której pokłady Stur[1]) znalazł pod Horocem w dolnej dolinie Wagu, gdie wskazują, że już podczas miocenu młodszego poziom Wagu był w przybliżeniu ten sam, co dziś. Dlatego, zdaje mi się, musimy rozróżnić w wytworzeniu kotliny turczańskiej 2 epoki ruchów górotwórczych młodszych: 1) główne ruchy mioceńskie, które stworzyły kotlinę i 2) ruchy całkiem młodotrzeciorzędne, które jeszcze zakłóciły pokłady w Bystrzycce i w delcie koło Slovan (Horki). Pewna zgodność ruchów zapadlinowych w Karpatach Centralnych z wypiętrzeniami w Karpatach piaskowcowych nie da się zaprzeczyć i właśnie ta zgodność tłumaczyć nam może całe zjawisko jako ruchy oscylacyjne (fale w skorupie ziemskiej).

Zbadanie krasu słowackiego, które przeprowadziłem w r. 1907, pozwoliło mi wyświetlić rozwój krainy górskiej przybrzeżnej w stosunku do wielkiej kotliny środkowo-węgierskiej. Udało mi się też stwierdzić, że po głównych dyslokacyach prawdopodobnie przedoligoceńskich [jeżeli węgle w Somodi należą do oligocenu, jak to twierdzi Lóczy[1])], nastąpiły zakłócenia pooligoceńskie, które poprzerywały pokłady węglowe uskokami; a potem dopiero przyszło wielkie zrównanie rzeczne całej płyty, przedstawiającej wtenczas podnóże Gór Gemerskich a sięgającej może aż po górotwór Bukowski Rzeczne zrównanie krasu dowiedzione monadnokami, brakiem pokładów morskich i występowaniem wysoko położonych żwirów rzecznych, mogło jedynie nastąpić przy niskim stosunkowo położeniu płyty. Nim pontyjskie morze nadeszło, które swe ślady zostawiło w terasach i pokładach przybrzeżnych i w deltach rzek gemerskich, zrównana płyta została nie tylko wypiętrzona, ale nawet pokrajana dolinami,

---

[1]) Stur D.: Jahrb. der Geolog. Reichsanstalt (1864); **14,** 235—6.

[2]) Sobanyi: Entwickelungsgeschichte der Umgebung des Kanyaptatales Föld. Közl. (1896); **26,** 273 i nast.

które sięgały niżej od poziomu dzisiejszego, tak że morze pontyjskie zasypało je głęboko. Równocześnie z wypiętrzeniem przedpontyjskiem zapadły się padoły Rożnawy i Kanyapty, a między dolinami rozpoczęło się skrasowanie. Więc też w krasie słowackim możemy stwierdzić wypiętrzenie i zapadnięcie późnotrzeciorzędne, młodsze od głównych dyslokacyi, których wynikiem jest struktura tektoniczna, widoczna w łupkach międzyległych i w przebiegu powierzchni podłoża wapieni gruboławicowych.

Poglądy powyższe znalazły poparcie w dwóch faktach doniosłego znaczenia. Uhlig[1]) jasno wykazał, że wybuchy wulkaniczne w Zachodnich Karpatach, mimo ich rozległości i intensywności nie stoją w ścisłym związku z głównem fałdowaniem Karpat, jak dotychczas sądzono, lecz są tylko zjawiskiem następnem. Pokazało się, że główna masa gór wulkanicznych wybuchła w młodszym miocenie, przedewszystkiem w międzymedyteranie, jak to wynika ze spostrzeżeń Richthofena, Szabo, Böckha, Rączkiewicza, Andriana, Foetterlego, Paula, Schafarzika, Gaala i t d. Zrozumiemy teraz, że stoją one w ścisłym związku z ruchami górotwórczymi młodszymi w Zachodnich Karpatach przeważnie międzymedyterańskimi i, jak zobaczymy, może też z równoczesnem zapadnięciem się niziny węgierskiej Alföldu. Powstaje kwestya, dlaczego nie towarzyszyły wybuchy wulkaniczne głównemu fałdowaniu? Zdaje mi się dlatego, że te ruchy nie odbyły się prawdopodobnie na powierzchni ziemi, lecz w większych głębinach skorupy ziemskiej, gdzie ciśnienie było za duże i za ogólne, by pozwoliło masie wybuchowej przebić skorupę w pewnych miejscach. Rozstrzygnąć tej kwestyi nie możemy jeszcze.

A także następujący fakt zgadza się z powyższymi wywodami. Śledząc dalszy rozwój wypiętrzeń w Zachodniej Galicyi ku wschodowi, znajdujemy, że poziom górny na wschód od Popradu obniża się, a nie zmienia się dolny. Takie obniżenie nie daje się tłumaczyć jako wynik denudacyi, więc musimy wnioskować, że między wytworzeniem poziomu górnego a dolnego, czyli w międzymedyteranie, nastąpiło obni-

[1]) Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. Wien (1903).

żenie się Karpat w Środkowej Galicyi przez ruchy skorupowe. A ponieważ to miało miejsce właśnie w tej okolicy, gdzie Alföld sięga aż po same Karpaty fliszowe (czyli gdzie Karpaty centralne przez zapadnięcie prawie zupełnie znikły z powierzchni), więc przypuszczam, że z obniżeniem poziomu górnego szło zgodnie przynajmniej częściowe zapadnięcie się wielkiej kotliny środkowo-węgierskiej. Zbadanie rozmieszczenia pionowego i poziomego pokładów młodszego trzeciorzędu na brzegach kotliny mogłoby rozstrzygnąć ten problem.

Wypiętrzenia zachodnio-galicyjskie, wypiętrzenia trzonów górskich Zachodnich Karpat i płyty krasu słowackiego, zapadnięcie kotlin środkowo-karpackich, obniżenie się średnio-galicyjskie, zapadnięcie Alföldu i wybuchy gór wulkanicznych są grupą zjawisk ściśle z sobą spojonych i będących konsekwencyą młodszych ruchów górotwórczych w Zachodnich Karpatach.

Na posiedzeniu Geograficznego Towarzystwa we Wiedniu dnia 9. grudnia 1907 zdał Dr. H. Hassinger sprawozdanie ze studyów swoich w okolicy Morawskiej Bramy, które łączą się z mojemi spostrzeżeniami i przytoczonymi powyżej wywodami. Zanim wyniki tych studyów zostaną opublikowane (znajdują się w druku), chciałbym tylko nadmienić, że udało się Dr. Hassingerowi stwierdzić epokę lądową przed transgresyą młodomedyterańską, podczas której brzeg sudecki a podobnie też karpacki został nie tylko zrównany, ale też wypiętrzony i młodemi dolinami pokrajany. W materyale odporniejszym, sudeckim owe płaszczyzny zrównania do dziś dnia świetnie się utrzymały, nierównie lepiej niż w miękkim fliszu karpackim. W każdym razie znajduje się tu rzeźba stworzona przez

1. zrównanie
2 wypiętrzenie } międzymedyterańskie.
3. pokrajanie

Ta rzeźba została zasypana miocenem młodszym, który z dawnych mioceńskich form nie uległ jeszcze do dziś dnia całkowitemu spłukaniu, zupełnie tak samo, jak w Zachodniej Galicyi. Jeszcze młodszych ruchów górotwórczych, zdaje się, tu niema, jak sądzi Dr. Hassinger, bo terasy wzdłuż brzegu

sudeckiego, prawdopodobnie przybrzeżne morza młodomioceńskiego (najszersze formy znajdują się w wysokości 360—380 *m* i 520—540 *m*), leżą zupełnie poziomo.

Tak samo Małe Karpaty miały osobne ruchy górotwórcze, młodsze od głównego fałdowania; tylko tym sposobem możemy sobie tłumaczyć, że na przełęczy Mijawskiej znajdujemy miocen młodszy na wysokości 440 *m*[1]), gdy obok w dolinie Wagu sięga on tylko do 290 *m*[2]), a nawet sarmat znaleziono tu do 400 *m* wysokości[3]), podczas gdy po drugiej stronie wiedeńskiej zatoki znajduje się tylko do 280 *m* pod Wiedniem, a do 300 *m* na Eichkogl pod Mödlingiem. Niemniej szereg anomalii hydrograficznych daje się jedynie tłumaczyć ruchami młodszymi górotwórczymi[4]). Niezrozumiałem jest tylko spostrzeżenie, o którem donosi Stur[5]), że na przełęczy Miawy (według mapy rękopiśmiennej geologicznego zakładu państwowego we Wiedniu) na wzniesieniach Varakowic (452 *m*) i koło Bukowca (450 *m*) znajdują się dobrze otoczone rzeczne żwiry, złożone z granitów, gnajsów, melafirów, porfirów i trachitów. Prawdopodobnie są to pokłady deltowe Wagu, wsypane w morze pontyjskie, do którego Wag może uchodził przez przełęcz Miawy. Ale w sprzeczności z tem stoi doniesienie Stura, że w owych żwirach znaleziono ząb słonia *Elephas primigenius*, co by dowodziło ich wieku dyluwialnego; wypiętrzenie ich do wysokości 450 *m* musiałoby być czwartorzędne. Nie mamy nigdzie w Karpatach właściwych dowodu młodych ruchów górotwórczych takich rozmiarów; dlatego tymczasem muszę powątpiewać, czy ząb słonia znajdował się na pierwotnem łożysku.

Wogóle ruchy dyluwialne czwartorzędne uważam za prawdopodobne, ale nieznaczne; do dziś dnia nie udało się w Zachodnich Karpatach znaleźć dowodu ich istnienia. Może studyum specyalne teras zachodnio-karpackich dostarczy po-

---

[1]) Beck und Vetters: Geologie der Kl. Karpathen. Wien (1905). Kartenbeilage.

[2]) obacz uwagę 3., str. 216.

[3]) Fuchs: Jahrbuch der kk. geolog. Reichsanstalt (1868); **18,** 24. — Toula: Verhandlungen der kk geol. Reichsanstalt (1886); 404.

[4]) obacz moje studyum: Z Fizyografii Zachodnich Karpat (w druku);

[5]) Stur: Jahrbuch der kk. geolog. Reichsanstalt (1860); **10,** 69.

trzebnych faktów. Zaznaczam tylko, że najwyższe terasy dyluwialne we wnętrzu Karpat nie sięgają powyżej 40 *m* (Kłodno, Jazowsko nad Dunajcem, Piwniczna nad Popradem, kotliny nowotarska, spiska, turczańska, żylińska) i tem dowodzą, że stosunkowe obniżenie poziomu erozyjnego dolnego ogranicza się do tych rozmiarów, przyczem pozostaje nierozstrzygnięte, czy to obniżenie zawdzięczamy ruchom górotwórczym, czy innym zajściom nie tektonicznym. Moreny i pokłady fluwioglacyalne sięgają do samego dna dolin dzisiejszych, a przegłębienie dolnych części dolin jest — z wyjątkiem Tatr — tak słabe, że powierzchnia preglacyalna zgadzała się już w przybliżeniu z dzisiejszą i pokrajanie gór zachodnio-karpackich w początku epoki dyluwialnej było mniej więcej takie, jak dzisiaj. Wobec tego występowanie żwirów glacyalnych mieszanych i głazów skandynawskich w wysokości 400 i 420 *m* tak na brzegu Karpat, jak daleko we wnętrzu [1]), wolimy tłumaczyć, jak Uhlig, zasięgiem wysokim lodu północnego, tamowanego progiem podkarpackim i spiętrzonego nad nim, niż ruchami tektonicznemi kilkusetmetrowymi. Wywody W. Łozińskiego [2]) o nieznacznej miąszości lądolodu na granicy zasięgu i o braku spiętrzenia nad progiem podkarpackim nie są, według mego zdania, dostatecznie poparte.

IV. Wschodnie Karpaty.

Właśnie do wręcz przeciwnych wyników doszedł Stef. Rudnicki po długoletnich studyach, od r. 1903 — 1906 prowadzonych w Karpatach Wschodniej Galicyi. Jako doniosły i niekwestyonowany wynik dodatni jego prac podkreślamy stwierdzenie, że Karpaty Wschodnie zawdzięczają swą postać dzisiejszą ruchom górotwórczym młodszym; te ruchy dopiero wyniosły Karpaty do dzisiejszej wysokości. Ukształtowanie Karpat dzisiejszych jest niezależne od wewnętrznej struktury, wyjąwszy moment, który pochodzi z odporności warstw.

---

[1]) Uhlig: Beiträge zur Geologie der westgaliz. Karpathen Jabrbuch der kk. geolog. Reichsanst. (1883); **33**, 553.

[2]) W. Łoziński: Quartärstudien aus dem Gebiet der nördlichen Vereisung Galiziens, Jabrbuch der kk. geolog. Reichsanstalt (1907); **57**, 375—98. sp.

Rudnicki stwierdził, że znajdujemy na całym obszarze karpackim Dniestru i jego dopływów, a mianowicie na wierzchowinach grzbietowych w okolicach źródłowisk, formy zgrzybiałe, a w dolinach, zboczach i na dnie dolin, formy młodociane. Z zupełną jasnością dowodzi ta anomalia morfologiczna przynależności tych form do dwóch cyklów erozyjnych, przedzielonych niewątpliwie ruchem tektonicznym; a ponieważ starszy cykl mógł się rozpocząć dopiero po głównem fałdowaniu, więc późniejszy ruch tektoniczny musi być znacznie młodszym. Starszy cykl zbliżył się już bardzo do zgrzybiałości: rzeki prawdopodobnie z masywu krystalicznego marmaroskiego, wtenczas jeszcze wyższego, spływając ku północy, zrównały rzeźbę tektoniczną do penepleny; po tej płaszczyźnie rozwinęły meandry i zakola. Podczas młodszego cyklu, spowodowanego wypiętrzeniem Karpat i ustawieniem skośnem dawnej płaszczyzny denudacyjnej, rozwinęły się młodsze formy dolinne, rzeki wgłębiły się i przystosowały w daleko idącej mierze do odporności warstw, zakola i meandry zostały wgłębione jako świadki dawniejszej ewolucyi. Czy ten młodszy cykl jest jednolity, czy może składa się z szeregu faz erozyjnych i równających, do dziś dnia nie wiemy jeszcze. Masyw marmaroski prawdopodobnie zapadł się wraz z Alföldem, a tym sposobem niski poziom erozyjny po południowej stronie łuku karpackiego spowodował, podobnie jak nad Hernadem w kotlinie spiskiej, zwycięską walkę Cisy z hydrografią konsekwentną Dniestru i jego dopływów — walkę, do dziś dnia trwającą.

Najważniejszą dla nas kwestyą na tym miejscu jest pytanie, które dotyczy wieku tego między cyklami czynnego ruchu górotwórczego i jego wymiarów. Jest to punkt do dziś dnia nie całkiem jasny; Rudnicki w czasie różnych swych publikacyi w latach 1905—1907 nieco zmodyfikował swoje zdanie pierwotne. Szczególnie po ostatniej jego rozprawie powstała polemika ostra między nim a Romerem [1]), który w swem

---

[1]) „Kosmos“ (1907). **32.** Recenzya pracy Rudnickiego przez Romera str. 243—6, odpowiedzi Rudnickiego 367—72, Romera 373—8, Rudnickiego 462—3.

studyum o rozwoju doliny dniestrowej [1]) stanowczo stanął w przeciwieństwie z poglądami Rudnickiego. Postaram się zanalizować tę kwestyę spokojnie i wszechstronnie, choć w najgłówniejszych zarysach, aby stwierdzić, co o niej dotychczas wogóle powiedzieć można, względnie wskazać drogę, któraby nas może doprowadziła do bliższego określenia czasu tych tak doniosłych ruchów górotwórczych. Rudnicki dawniej był zdania, że górne zrównanie było może dziełem czynności abrazyjnej morza młodomioceńskiego, o której skutkach twierdził, że musiały być dość znaczne w Karpatach Zachodnich; między Karpatami Zachodniemi i zachodnią częścią Karpat Naddniestrzańskich upatrywał znaczne pokrewieństwo w rozwoju morfologicznym. Na zachodzie, transgresya mioceńska pozostawiła ślady w resztkach erozyjnych, które na wschodzie niestety znikły. Ale musimy przyznać, że różnica między Zachodniemi i Wschodniemi Karpatami w stosunku do młodszego miocenu jest znaczną. Tam tortońskie pokłady leżą istotnie transgresywnie na rzeźbie górotworu już dawniej sfałdowanego i, jak wiemy, zrównanego, tu młodszy miocen jeszcze sam jest sfałdowany a na nim piaskowcowe Karpaty są nasunięte. Fakt ten przemawiałby za tem, że zrównanie wschodniokarpackie jest dopiero pomioceńskie. Ale z drugiej strony przypuszczenie, że zrównanie nastąpiło już w miocenie, przed transgresyą miocenu młodszego, a cała peneplena została przez epeirogeniczne ruchy pomioceńskie, może sarmackie, zwolna wypiętrzona i trochę przesunięta wzdłuż brzegu północnego nad miocen młodszy, nie jest bezpodstawne. Powierzchnia mioceńska może została przytem trochę wygięta, ale nie rozerwana do niepoznania. To wypiętrzenie już samo mogło spowodować lekkie fałdowanie podkarpackiego miocenu; fałdy w miękkim miocenie są z pewnością młodsze od fałdowania intenzywnego twardych warstw fliszowych. Z takim poglądem zgadzają się różne inne fakty: brzeg południowy zasięgu miocenu nie jest, jak w Zachodniej Galicyi, linią falistą z licznemi, czasem głębokiemi zatokami (riasowemi), lecz linią wogóle jednolitą i prawie pro-

---

[1]) Romer E.: Beiträge zur Geschichte des Dniestrtales. Mitt. d. kk. geograph. Ges. Wien (1907); **50,** 275—293. sper.

— Kilka przyczynków do historyi doliny Dniestru. Kosmos (1906); **31,** 363 i nast.

stą, jak to odpowiada linii wybrzeżnej wzdłuż zanurzającej się peneplenY, którą Bieszczady wtenczas miały przedstawiać. Petrograficzny charakter pokładów mioceńskich zupełnie się zgadza z charakterem pokładów wyniesionych z peneplenY w poblizkie morze: mamy tu do czynienia przedewszystkiem z miałkimi piaskowcami a szczególnie z iłami (krakowieckimi); uderza też podobieństwo pokładów przybrzeżnych mioceńskich wschodniej Galicyi na brzegu peneplenY bieszczadzkiej z pokładami plioceńskimi Apeninu północnego na brzegu plioceńskiej peneplenY w okolicy Faenza i Bologna[1]). Ciekawy jest dalej fakt, że miocen młodszy na całem Podkarpaciu (z wyjątkiem brzegu południowego) dochodzi wszędzie do 300 *m* wysokości, nawet koło Nowosielec; tymczasem peneplena bieszczadzka przed wypiętrzeniem musiała mieć także spadek ku północy, tem więcej po wypiętrzeniu; jej powierzchnia musiałaby ścinać pokłady mioceńskie płaszczyzną ku *N* opadającą, z czem się jednak równo wysokie rozmieszczenie miocenu nie zgadza. Poziom bieszczadzki i poziom miocenu podkarpackiego są to może szczątki dwóch płaszczyzn ścinających się, dlatego nie identycznych i nie równoczesnych. Są one przedzielone bardzo stromym brzegiem Karpat fliszowych, gdzie w oddaleniu kilku kilometrów od brzegu widzimy już stosunkowo znaczne wzniesienia (na przykł. Ciuchowy Dział koło Schodnicy: 942 *m* w oddal. 4 *km*, Koniacz 953 *m* lub Dyl 937 *m* koło Nadwórny w oddaleniu 7 *km*); ten stromy brzeg da się może tłumaczyć jako czoło nasunięcia fliszu na miocen; jest on też tam najstromszy, gdzie to nasunięcie jest najjaśniej stwierdzone (koło Borysławia i Nadwórny). Zwykłe wypiętrzenie lub ustawienie skośne peneplenY, przecinającej miocen podkarpacki, nie tłumaczyłoby nam tak stromego brzegu. Ten brzeg karpacki stanowi znamienną różnicę między karpatami fliszowemi zachodniej i wschodniej Galicyi. Wogóle kwestya, czy peneplena karpacka ścina miocen podkarpacki, czy nie, jest kwestyą trudną, do dziś dnia nierozstrzygniętą, ale doniosłego znaczenia. Niezgodność dzisiejszej powierzchni miocenu z powierzchnią tektoniczną tłumaczyć można w sposób

[1]) Braun G.: Beiträge zur Morphologie des nördl. Appennin. Zft. d. Ges. f. Erdkde, Berlin (1907); 510—538. — Sawicki: Un viaggio di studio morfologico per l'Italia settentrionale. Rivista geografica italiana (1909); 1—27.

zadowalniający przeobrażeniami erozyjnemi w sarmacie, pliocenie i czwartorzędzie.

W równej mierze rozstrzygnąć możnaby wiek peneplenу wschodniokarpackiej, gdyby udało się zidentyfikować jej płaszczyznę z penepleną górnego poziomu, stwierdzonego w zachodniej Galicyi; mojem zdaniem jest tak rzeczywiście. Przemawiałoby to kategorycznie za wiekiem mioceńskim peneplenу wschodniokarpackiej. Ostatecznie jeszcze jedna droga mogłaby doprowadzić do rozstrzygnięcia spornej kwestyi: po południowej stronie Świdowca i Bliźnicy leżą przepyszne szczątki ogromnego zrównania grzbietowego. Z prawie geometryczną regularnością i dokładnością zniża się tu szereg równi, „płajek", z wysokości 1.500 *m* do 500 *m* ku Cisie i nizinie węgierskiej. Powierzchnia ta zgrzybiała, prawie zrównana, ma dziś spadek 30‰ i jest pokrajana dolinami już dojrzałemi, została więc wypiętrzona i krzywo ustawiona. Nie ulega wątpliwości, że ta kraina zrównana odpowiada zupełnie peneplenie bieszczadzkiej po stronie galicyjskiej i została równocześnie z nią podniesiona i wygięta w wielką geoantyklinalę. Do niej przytyka na południu miocen młodszy, górnomedyterański. Rozchodziłoby się jednak o stwierdzenie, czy peneplena płajek spada popod miocen transgredujący, czy może ścina sam miocen; rozumie się, że w pierwszym wypadku wiek jej byłby mioceński, w drugim późniejszy.

Z tego wszystkiego wynika, że peneplena wschodnio-karpacka jest młodotrzeciorzędna, prawdopodobnie mioceńska, ale ścisłych dowodów brak jeszcze. Jeżeli tak jest, to już przesunięcie jej na miocen młodszy, proces, który nie obył się bez intenzywnego wypiętrzenia, musiał spowodować niszczenie i pokrajanie peneplenу dolinami. Przesunięcie to i wypiętrzenie uważam za sarmackie i równoczesne z wydźwignięciem sarmackiem Karpat Zachodnich. Dlatego też pokrajanie krainy zrównanej zaczynać się musiało w sarmacie Nie ulega wątpliwości, że Wschodnie Karpaty z podnóżem były podczas całego pliocenu lądem. Ponieważ nie znamy dotychczas pokładów lądowych sarmackich i pontyjskich w Podkarpaciu, więc nie wiemy dokładnie, ile erozya zdziałała w sarmacie, ile w pliocenie. Ale brak ich nie koniecznie tłumaczyć musimy w ten sposób, jak to Rudnicki uczynił,

mianowicie okolicznością, że wtenczas Karpaty nie były jeszcze wydźwignięte, skutkiem czego peneplena karpacka jeszcze istniała, a rzeki leniwe, zgrzybiałe, nie pogłębiając się, nie wynosiły materyałów. Cała kraina stała bowiem pod znakiem erozyi, nie akumulacyi, a na obszarze erozyjnym sedymentacya jest stosunkowo niewielka i tylko lokalna, o czem przekonywa rzut oka na Karpaty dzisiejsze; materyał tu wyżłobiony został osadzony dalej na północy i wschodzie w cofającem się morzu sarmackiem i pontyjskiem. Rudnicki zapomina, że wtenczas Podkarpacie jeszcze nie było kotliną zapadłą, gdzie akumulacya mogłaby się odbywać, jak w czwartorzędzie i dziś. Płyta podolska leżała jeszcze nisko, i tam też faktycznie znajdujemy pochodzące z lądów pokłady przybrzeżne sarmackie (piaski i rafy przybrzeżne), a może nawet aż po Czortków pontyjskie (Hilber znalazł tu na drugorzędnem łożu *Melanopsis Bouei*, *M. Pygmea*, *Congeria amygdaloides Czjžeki*) morza cofającego się. Przytem nie jest wykluczone, że istniały lokalne pokłady lądowe na obszarach Karpat i Podkarpacia; takie żwirowe utwory rzeczne lub jeziorne są trudne czasem do stwierdzenia i mogły uledz w epoce dyluwialnej znacznym przeobrażeniom, przepłukaniu i przeniesieniu przez wody fluwioglacyalne lądolodu europejskiego. Co więcej — brak ich uważam nawet za dowód wznowionej erozyi w krajach karpackich w sarmacie i pliocenie, erozyi, która materyał wynosiła.

Stanowczo twierdzić musimy, że wypiętrzenie i pokrajanie pepepleny wschodnio-karpackiej nastąpiło i dokonało się w znacznie większej jeszcze mierze w młodszym trzeciorzędzie, niż w dyluwium. Rudnicki oparł swoje zdanie przeciwne na następujących faktach: 1) na wyższem występowaniu miocenu na brzegu południowym Podkarpacia, niż gdzieindziej; 2) na braku plioceńskich pokładów na zbadanych obszarach; 3) na istnieniu grubych pokładów żwirów czwartorzędnych; 4) na wysokiem położeniu żwirów glacyalnych wzdłuż brzegu Karpackiego. Punkt 1) dowodzi tylko, że istniały tu ruchy pomioceńskie, 2) że w pliocenie był tu okres lądowy erozyjny, a sedymentacya nastąpiła dopiero w wielkiem oddaleniu w morzu plioceńskiem. Grubość zaś pokładów czwartorzędnych dowodzi, że w dyluwium transport przy pomocy wody był silny,

a fale rzek, wzmożone przez wody tającego lądolodu, mogły unieść wielką masę materyałów z Karpat, ale nie zdołały jej wynieść z Podkarpacia z powodu tamy, którą była podnosząca się w czwartorzędzie płyta podolska[1]). W zachodniej Galicyi, gdzie taka tama nie istniała, pokłady fluwioglacyalne żwirowe nie osiągają podobnej miąszości, jak tutaj. Nastąpiło wtenczas zasypanie całego Podkarpacia do wysokości 50 *m* wyżej dna dolin dzisiejszych. I dopiero w tym nasypie dyluwialnym zostały wyżłobione przez wody epoki czwartorzędnej doliny, podobne do Błożewki, z pewnością nie starszej od czwartorzędu, ale z powodu nieodporności materyału i chyżości erozyi wielkich wód fluwioglacyalnych w formach swych już całkiem zgrzybiałej. Tylko nawiasem chcę tu przytoczyć, że, jak to dziś Rudnicki sam przyznaje, niepodobna z braku form glacyalnych na górach naddniestrzańskich, choćby 1.400 *m* wysokich, wnioskować, że te góry w epoce lodowej niżej leżały, niż dziś. Przeciwnie, właśnie na podstawie dotyczasowych wyników badań nad epoką lodową, nikt by ich tu nie szukał.

Jeżeli szczegóły powyżej omówione nie przemawiają za wiekiem dyluwialnym wypiętrzenia penepleny bieszczadzkiej, to dwie grupy zjawisk stanowczo nas pouczają, że na początku epoki czwartorzędnej Karpaty już głęboko były pokrajane dolinami prawie dojrzałemi, do odporności materyału już przystosowanemi, a sięgającemi prawie do dzisiejszejszej głębokości. Z gór sięgających ponad 1.700 *m*, zwłaszcza z Czarnohory, lodowce dolinne schodziły do bardzo znacznych głębokości; tak na przykład w dolinie górnego Prutu stwierdziłem zasięg lodu do 1.200 *m* i 1.000 *m*, a więc w doliny już w epoce dyluwialnej względnie 600—700 *m* głębokie. Ponieważ słabe i krótki języki lodowcowe, szczególnie u ich zakończenia, nie wiele lub wcale nie mogły pogłębić i przegłębić doliny, więc z tego jasno wynika, że już doliny preglacyalne prawie tak głęboko były wcięte, jak dzisiaj. Ilość bardzo znaczna karów, których naliczyłem na przykład po północnej stronie Czarnohory 16, i żłobów lodowcowych dowodzi gęstości pokrajania dolinnego przedlodowcowego. Całe zjawisko (i forma) zlodowacenia Czarnohory i Świdowca wogóle jest niezrozumiałe, jeżeli Karpaty

---

[1]) Romer E.: Kilka przyczynków do historyi doliny Dniestru, l. c.

aż do czwartorzędu były penepleną. Wątpię nawet, czy formy dolinne preglacyalne oprócz okolic źródłowych były znacznie dojrzalsze od postglacyalnych [1]).

A drugim faktem, który bezwzględnie dowodzi, że Karpaty w dyluwium silnie już były pokrajane, jest zjawisko, że wszelkie niewątpliwe i prawdopodobnie dyluwialne terasy w dolinie Prutu, również we wszystkich innych dolinach tak na Podkarpaciu, jak w Karpatach właściwych, nie wznoszą się, jak to Rudnicki sam stwierdził, wyżej, niż 50 *m* nad dzisiejszy poziom dolin. Jeżeli ich wytworzenie nie stoi jedynie w związku z tamującym wpływem nasypów spiętrzonych wód Podkarpacia, lecz także z ruchami górotwórczymi, to wypiętrzenie to nie mogło wynosić po nad 50 *m*. Ponieważ doliny karpackie są 300 — 600 *m* głębokie, więc wgłębienie o 250 — 550 *m* należy odnieść do epoki przeddyluwialnej, młodotrzeciorzędnej.

Krótko streszczając powyższe wywody stwierdzić możemy, że po zrównaniu Karpat wschodniej Galicyi, prawdopodobnie

---

[1]) Romer: [Epoka lodowa na Świdowcu. Kraków (1906); 55—63] przypuszczał, że powierzchnia preglacyalna była peneplena lub powierzchnią bardzo starą, podobnież i powierzchnia interglacyalna bardzo stara i 150—400 *m* wyższa od dzisiejszej Skutkiem tego musiał przypisać erozyi glacyalnej ogromne przeobrażenia. Jeżeli też erozya ta w punktach maximum dochodziła do 150 *m*, to nieco dalej była coraz słabsza, aż doszła do zera. Tok wniosków polega na tem, że Romer uważa różne listwy w genezie za glacyalne, co wcale nie jest ani dowiedzione, ani dość jasne. Różnica między poziomem średnim (t. zw. „międzylodowcowym") a dolnym, w dół Cisy ogromnie rosnąca, wskazuje nam inny sposób tłumaczenia zjawisk: poziom średni nie został pokrajany dopiero skutkiem przegłębienia lodowcowego, — które musiałoby być największe w średniej części lodowca, nie sięgającego poniżej 1.300 *m*, podczas gdy różnica poziomów jest największą o wiele niżej, w pobliżu ujścia potoku Świdowieckiego, — lecz przez obniżenie dolnego poziomu erozyjnego, to znaczy kotliny węgierskiej lub jeziora węgierskiego młodotrzeciorzędnego. Dlatego pogłębienie dolin jest największe w dolnej części. Nawet tej powierzchni średniej nie mogę uważać za preglacyalną, lecz muszę ją uważać za jeszcze starszą, a to ze względu na fakt, że w dolinie Cisy stwierdziłem w licznych miejscach, na przykł. w pysznym rozwoju koło Marmaroskiego Zygietu, terasy żwirowe fluwioglacyalne już w poziomie bliskim do dzisiejszego. Poziom górny garbów Świdowieckich przedstawia może szczątki peneplény bieszczadzkiej, mioceńskiej.

w miocenie, nastąpiły ruchy górotwórcze (sarmackie), które 1) wypiętrzyły Karpaty o 300 — 550 *m*, i 2) nasunęły peneplenę karpacką na miocen młodszy. Peneplena stara, wypiętrzona silniej na południu, została na północy skośnie ustawiona i dolinami sarmackiemi i plioceńskiemi pokrajana. Ruchy tektoniczne, dyluwialne były całkiem słabe w Karpatach właściwych, przyjęły zaś charakter, zdaje się, zapadlinowy w Podkarpaciu, a przedstawiają się jako wypiętrzenie intensywne i nierównomierne na płycie podolskiej (Romer).

V. Karpaty południowe.

Badania morfologiczne nad śladami dawnych cyklów w Karpatach fliszowych są z powodu nieodporności i obsuwistości materyału fliszowego, tracącego łatwo starsze formy, dosyć uciążliwe i czasem niepewne, choć nie bezowocne. O wiele jaśniej i pewniej przedstawia się nam rozwój gór krystalicznych lub wapiennych i łupkowych, jak go nakreślił niedawno de Martonne w swej szeroko założonej i ściśle przeprowadzonej syntezie [1]), będącej wynikiem długoletnich studyów specyalnych w Alpach Transylwańskich. Opracował on już dawniej krótko i zwięźle szereg zjawisk interesujących pod względem młodszych ruchów górotwórczych. Dwa fakty ułatwiły w południowych Karpatach poszukiwania w tym kierunku: Po pierwsze odporność twardszego materyału, zdolnego przechowywać dawne formy w świeżym stanie, po drugie istnienie pokładów młodotrzeciorzędnych, od miocenu począwszy do pokładów lewantyńskich i czwartorzędnych, w zagłębiu rumuńskiem. Postaram się w kilku ustępach streścić owe wyniki, osiągnięte metodą morfologiczną, które rzucają światło na młodsze ruchy górotwórcze.

Geologowie wiedzieli już dawno o młodszych ruchach w nizinie rumuńskiej; nawet pontyjskie i lewantyńskie pokłady w zagłębiu rumuńskiem pokazały się zakłócone, lekko sfałdowane lub połamane; Stefanescu i Murgoci uważają za epoki młodszych ruchów górotwórczych przedewszystkiem czas pooligoceński, posarmacki i popontyjski, a Mrazec i Teis-

---

[1]) p. uwagę 9. str. 363.

seyre wykazali jeszcze, że są słabe ruchy tektoniczne czwartorzędne[1]). O takich ruchach w Karpatach dotychczas prawie nic się nie wiedziało. W trzonie banackim i transsylwańskim ruchy głównego fałdowania lub szariażu miały według dotychczasowych poglądów odbyć się przy końcu epoki kredowej. Kto temu zdaniu chciałby zaprzeczyć, musiałby obalić tezy, które de Martonne skupił w następujących zdaniach:

1) Nie znamy nigdzie nasunięcia mas krystalicznych i mezozoicznych na trzeciorzęd;

2) Flisz zaczyna się w spągu zawsze zlepieńcami przybrzeżnymi, składającymi się z otoczaków miejscowego pochodzenia;

3) Stwierdzono w okolicy Râmnic (Murgoci) z całą jasnością, że wszystkie trzeciorzędne pokłady aż do sarmatu następują po sobie zgodnie.

Zdaje się, że przy szukaniu odpowiedzi na pytanie, dotyczące wieku szariażu, ograniczono się do nadto małego, albo właściwie nie mogącego decydować w tej kwestyi obszaru; bo trochę dalej na wschód oligoceński wiek szariażu chyba nie może być wątpliwy. Geometryczna metoda nowoczesnej tektoniki umożebni nam z pewnością rozciągnąć wnioski także na obszar dalej na zachód położony. Przecież resztki denudacyjne fliszu w pośród mas krystalicznych mogły razem z temi masami z krajów odległych przywędrować; to by nam też tłumaczyło otoczaki spągowe we fliszu [2]).

Pytanie, czy szariaż sięga aż do miocenu, podobnie jak w Galicyi, mogłoby rozstrzygnąć do pewnego stopnia zbadanie dokładne pod względem tektonicznym kotlinek mioceńskich wzdłuż Dunaju (Ljupkowa, Dolni Milanowac, Dubowa, Orsowa) i na płycie *Mehedinti (Bahna, Ponoare, Fantanele, Baia d'Arama)*.

Na ewolucyę tektoniczną i morfologiczną w trzonach rzuciły studya de Martonne'a jasne światło. Udało się stwierdzić 3 epoki główne ruchów górotwórczych, pogłębienia do-

---

[1]) L. Mrazec et W. Teisseyre: Esquisse tectonique de la Roumanie. III. Congrès intern. du petrole. Bucarest (1907); 9.

[2]) Por. Limanowski M.: Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos (1905); 30, str. 287 i nast.

lin, wreszcie 3 epoki zastoju tektonicznego i zrównania. Pierwsza erozya zniszczyła powierzchnię tektoniczną, nam wcale nie znaną. Świadkiem pierwszego wielkiego zrównania są równie, czasem przepysznie zachowane, na wysokości 2.000 *m*, które de Martonne nazwał według okolicy, gdzie najlepiej są rozwinięte, poziomem Boresco[1]). Ten poziom ścina strukturę stworzoną przez szariaż, to jest pokłady tak mezozoiczne, jak i starsze, dwóch płaszczowin. Na niem utrzymały się liczne resztki denudacyjne nie zrównane, o 400—500 *m* wyższe, które uległy w epoce dyluwialnej zlodowaceniu. Oczywiście dla analogii z ruchami górotwórczymi, stwierdzonymi w Podkarpaciu rumuńskiem, uważa teraz de Martonne wiek tego zrównania za kredowy, (mimo że dawniej uważał go za trzeciorzędny), zaś wiek ruchu, który spowodował wypiętrzenie i pokrajanie peneplеny Boresco, za przedmioceński. Takie tłumaczenie, nie opierające się na ścisłych dowodach, napotyka na pewne trudności. Nie chcę mówić o kredzie (zlepieńcach cenomańskich) zrównanej w górach Buczecz, bo do dziś dnia nie jest rozstrzygniętem, czy zrównanie Boresco lub młodsze Riu Ses odpowiada zrównaniu w Buczeczu. Ale też trudno jest wytłumaczyć fakt, że w okolicy przełomu Aluty, w okolicy Brezoiu i Titesci, znajdują się pokłady fliszu trzeciorzędnego obok kredowego, zakłóconego. Jeżeli peneplena Boresco jest kredowa, to w czasach pooligoceńskich uległa tak silnym wgięciom i zapadnięciom, że flisz, który ją ongi przykrywać musiał, sięga dziś poniżej dna doliny Aluty i Lotru. W tym wypadku peneplena zdyslokowana musiałaby przechodzić między jednolicie rozwiniętymi pokładami fliszu trzeciorzędnego i kredowego, co jest nieprawdopodobne; niezgodność między fliszem i podłożem starszem jest faktem, zaś między fliszem kredowym a paleogeńskim nie widać niezgodności. Łatwiejby było przyjąć, podobnie jak to de Martonne przyjął dla plioceńskiej penepleny Mehedinti w stosunku do kotlin mioceńskich, że peneplena Boresco wytworzyła się dopiero po osadzeniu się całego fliszu i po zapadnięciu się okolic Brezoiu i Titesci, czyli że ścięła jednakowo tak podłoże starsze i mezozoiczne, jak i flisz

[1]) E. de Martonne: Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie. C. R. Ac. Paris (1904); 138, 1440—2.

paleogeński. Z tem zgadza się fakt, że flisz w kilku miejscach dochodzi do znacznych wysokości. Znajduje się przytem w podobnem położeniu w kotlinie Hatzeg, co dowodzi, że dawniej pokrywał większe obszary Alp Transsylwańskich. Po wypiętrzeniu swem peneplena została w kotlinach fliszowych z powodu nieodporności materyału silniej zniszczona, niż gdzieindziej i zastąpiona przez zrównanie młodomioceńskiego poziomu Riu Ses[1]). Wypiętrzenie tym sposobem byłoby wieku popaleogeńskiego, a wcześniejsze od młodego miocenu; nie jest wykluczone, że zrównanie Boresco jest jeszcze staromioceńskie, co ze względu na analogiczne stosunki w Zachodnich Karpatach zasługiwałoby na uwagę.

Daleko pewniejsza jest chronologia młodszych równań i wypiętrzeń. Wypiętrzony (w miocenie starszym) poziom Boresco został pokrajany dolinami, które dna z czasem rozszerzyły i doprowadziły do dojrzałości. De Martonne nazwał ten poziom Riu Ses. Szczególnie szeroko rozwinął się on o 5—600 *m* niżej, niż poziom Boresco, świadcząc tem, że wypiętrzenie mioceńskie do takich dochodziło rozmiarów, zarówno, jak i ruch górotwórczy, który wypiętrzył poziom Riu Ses, w okolicy kotliny Petrożenia i grupy Retjezatu sięgający największych wysokości, a obniżający się znacznie w górach nad Czerną i Alutą. Ku *E* podnosi się on znacznie w Alpach Fogaraskich, jeszcze więcej w górach Jezeru i Buczeczu. Widać w tem jasny wpływ zbliżania się do okolicy, w której po osadzeniu fliszu odbywały się jeszcze znaczne fałdujące, ruchy górotwórcze.

Przy wypiętrzeniu i skrzywieniu poziomu Riu Ses (spadki powierzchni jego wcale nie odpowiadają dojrzałości form osiągniętych) powstały w niektórych miejscach ogromne uskoki lub bardzo strome fleksury, wzdłuż których następowały obsu-

---

[1]) De Martonne uważa zagadnienie, dotyczące zapadnięcia się fliszu przed wytworzeniem zrównania młodszego Riu Ses, za rzecz nierozstrzygniętą, mimo że, jak sam twierdzi (str. 193.), poziom ten występuje i na północnym i na południowym brzegu kotliny denudacyjnej Titesci. Jeżeli go w kotlinie Brezoiu spostrzec nie można, należy to właśnie przypisać silnemu rozwojowi jeszcze młodszego, plioceńskiego zrównania poziomu Gornovica.

nięcia. Takie dyslokacye stwierdził de Martonne na południowym brzegu kotliny Hatzeg, jak i po południowej stronie gór Wulkańskich i po północnej Alp Fogaraskich; z zadziwiającą jasnością występują one na ładnej mapce izohipsowej poziomu Riu Ses [1]). Wiek zrównania Riu Ses dał się stwierdzić jako młodomioceński. De Martonne podtrzymuje, że równie, które mógł śledzić w górach Wulkańskich aż do samego brzegu Karpat, a które tam urywają się 200 *m* powyżej poziomu plioceńskiego Gornowica, znajdują swój dalszy ciąg w równi wschodniej płyty Mehedinti, która ma znaczny spad ku *E* i jest pokryta tortonienem. Ponieważ związek płyty wschodniej Mehedinti z szczątkami Riu Ses w górach właściwych jest przerwany z powodu wytworzenia plioceńskiej płyty zachodniego Mehedinti i z powodu wypłukania kotliny podkarpackiej Baia d'Arama, zatem zagadnienie nie jest ostatecznie rozwiązane [2]). Niewątpliwie znalazłoby ono roztrzygające momenty w górotworze Pojany Ruskiej. Ale też zgodność wyników De Martonne'a z wynikami studyów Cvijiča, o których będzie mowa, przemawia bardzo za słusznością poglądów pierwszego badacza.

Nieregularne wypiętrzenie, które spowodowało pokrajanie poziomu Riu Ses, nastąpiło po miocenie, prawdopodobnie w sarmacie, który jest znany geologom Podkarpacia jako epoka ruchów górotwórczych. Rozmiary tego wypiętrzenia są 2—400*m*, jak tego dowodzi fakt wcięcia weń form następnego cyklu dojrzałego. Poziom ten rozwinął już dojrzałe formy szczególnie w otoczeniu wielkich dolin Żylu i Aluty, dalej wzdłuż brzegu karpackiego północnego i południowego, a prawie — równię w zachodniej części płyty Mehedinti. De Martonne nazwał ten poziom najpierw „plate-forme des Vallées", później poziomem Gornovica. Wiek jego, jak również płyty Mehedinti, uważał jeszcze w r. 1904 [3]) za mioceński, albowiem był zdania, że tortonien leży przekraczająco już na

[1]) De Martonne, l. c. 177.

[2]) Rysunek de Martonne'a Nr. 9 (str. 75) zdaje się za tem przemawiać, że poziom Gornovica jest młodszy od poziomu Mehedinti.

[3]) De Martonne: Sur l' évolution du relief du plateau de Mehedinti. C. R. Ac. Sc. Paris (1901); **138**, 1058—1060.

płycie zrównanej. Tymczasem studya bliższe miocenu w kotlinach Bahna i Ponoare przekonało De Martonne'a, że przedmioceński wiek i transgresya tortońska dotyczy jedynie wschodniej części płyty Mehedinti, że zaś w zachodniej części zrównanie przecięło jeszcze pokłady mioceńskie dyslokowane i zapadłe. Peneplena musi być zatem młodszą od tych zakłóceń, a więc plioceńską. Z tem się zgadza, że na szczątkach tego poziomu znaleziono żwiry istotnie plioceńskie.

Ten poziom został jeszcze w czasach poplioceńskich więcej, niż 300 *m*, wypiętrzony nad poziom dzisiejszy dolin, jak tego dowodzi całkiem młodociane pokrajanie równin poziomu plioceńskiego. Nastąpiło to jeszcze w czwartorzędzie i w kilku, przynajmniej 3 etapach, czego śladem są terasy czwartorzędne [1], których dwa systemy odkrył wszędzie de Martonne. Erozya dyluwialna sięgała nawet znacznie poniżej dzisiejszego poziomu erozyjnego, który przedstawia Dunaj, płynący po ogromnych nasypach, sięgających jako czwartorzędne kontynentalne żwiry koło Marculesci aż 30 *m* poniżej poziomu dzisiejszego morza. Nawet po czasie stepowym (po osadzeniu lesu) trwało jeszcze dalej zapadanie się wschodniej Rumunii, bo znaleziono les pod korytem rzek dzisiejszych (Murgoci, 1907). Tu musiało nastąpić w czwartorzędzie wielkie zanurzenie całej wschodniej Rumunii, z czem się zgadzają nasypy pogórza w okolicy Ploiesti, z pod których już tylko izolowane, najwyższe wzgórza wyzierają. Ponieważ najwyższe terasy dyluwialne sięgają do 100 *m* ponad doliny dzisiejsze, przedstawia więc liczba 150 *m* minimum zapadnięcia wschodnio-rumuńskiego w dyluwium. Spadki teras, urywających się nagle wzdłuż linii równoległej do brzegu Karpat i spadających tam nagle z 200 i 50 *m* na 60 i 35 *m*, gdy zresztą mają spadek normalny, wskazują na wielki uskok dyluwialny, połączony z wypiętrzeniem pasma wzgórz do Karpat równoległego. Nawet dziś jeszcze trzęsienia ziemi odbywają się zawsze na linii równoległej do łuku karpackiego [2], dowo-

---

[1]) De Martonne: Sur les terasses des rivières Karpatiques en Roumanie. C. R. Ac. Sc. Paris (1904); 139, 226—7.

[2]) De Martonne: Annal. Instit. Météorol. Roumanie XVIII, (1902); 1905, B. 87—95.

dząc tem nie ustających jeszcze ruchów górotwórczych w Karpatach południowych.

Wielkie zmiany spowodowały ruchy górotwórcze całkiem młode w Podkarpaciu rumuńskiem [1]. W pliocenie wytworzyły się formy zrównania (Gornovica); rzeki podłużne zasypywały geosynklinalę, powstałą wzdłuż brzegu karpackiego, żwirami plioceńskimi. Wypiętrzenie Podkarpacia spowodowało rozwój cyklu czwartorzędnego; jego wynikiem są: 1) pokrajanie dawnych form w kilku etapach, 2) stworzenie szeregu kotlin, 3) liczne zboczenia jako wynik walki zwycięskiej rzek konsekwentnych, do niziny wprost spływających, z podkarpackiemi rzekami podłużnemi, zgrzybiałemi, 4) powstanie teras i ich połamanie. Ponieważ ruchy górotwórcze nie wszędzie były równie silne, tłumaczy się tem bardzo różny wygląd poszczególnych kotlin podkarpackich, powstałych w geosynklinali.

Widzimy z powyższego przeglądu niestety bardzo krótkiego, że natężenie, jakość i rozmiary ruchów górotwórczych w Karpatach Transylwańskich były bardzo różne:

1. Wypiętrzenie średniomioceńskie wynosi 500—600 *m* i ma formę stołowego wydźwignięcia.

2. Wypiętrzenie sarmackie było na płycie Mehedinti tak intensywne, że peneplena młodomioceńska całkiem znikła; na południowym zaś brzegu masywu banackiego było ono powolne, skutkiem czego poziom Riu Ses dobrze się zachował. W kotlinie Hatzeg i po północnej stronie Alp Fogaraskich to wypiętrzenie spowodowało wspaniałe uskoki, fałdowało miocen regularnie w kotlinach Petrożenia i Karansebes, zaś ledwie dotknęło miocenu młodszego w Podkarpaciu rumuńskiem.

3. Wypiętrzenia poplioceńskie i czwartorzędne były znów silniejsze (300—400 *m*) i niejednolite; ich skutki morfologiczne są dla krajobrazu dzisiejszego bardzo znaczne.

Wszystkie te ruchy górotwórcze nabierają w obec równoczesnych ruchów zapadlinowych w Alföldzie i nizinie rumuńskiej doniosłego znaczenia.

---

[1]) De Martonne: Sur l'évolution de la zone des dépressions subkarpatiques en Roumanie. C. R. Ac. Sc. Paris (1904); **139**, 316—18.

VI. Żelazna Brama.

Wyniki badań De Martonne'a znalazły ogromne poparcie w równoczesnem, nie dawno opublikowanem studyum prof. Cvijiča [1]) nad rozwojem morfologicznym przełomu Dunaju przez Żelazną Bramę. Jest ono szczególnie dla tego interesujące, bo udało się Cvijičowi zrobić spostrzeżenia i co do rozmiarów i co do formy młodszych ruchów górotwórczych. Cvijič godzi się z poglądem, że główne fałdowanie i nasunięcie, widoczne w dzisiejszej strukturze Karpat południowych i gór otaczających Żelazną Bramę, odnieść należy do epoki młodszej kredy. W górach wschodniej Serbii kreda jest jeszcze sfałdowana i wciśnięta między starsze utwory; ale w Karpatach południowych rozmieszczenie i struktura kredy i paleogenu, znajdujących się jedynie na brzegu gór właściwych, przemawia według niego za tem, że góry były już lądem wypiętrzonym w czasie górnej kredy i paleogenu, niepokrytym przez współczesne morza. Pooligoceńskie i młodsze ruchy przybierały, zdaje się, tylko w młodych podkarpackich geosynklinalach formę fałdowania, w górach s. s. przybierały one formy wypiętrzeń i nabrzmień. Fałdowanie warstw młodych na brzegu Karpat i niziny rumuńskiej zostało może właśnie spowodowane tylko przez wypiętrzenie gór. Czasem, jak koło Turn-Severinu i między Kladowo i Brza, stwierdzono nawet poziomy, niezakłócony układ warstw posarmackich, meockich, pontyjskich i lewantyjskich. (Cvijič, str. 38).

Właśnie ten stosunek ruchów górotwórczych w górach samych i na brzegu został poznany dopiero przez badania morfologiczne. Drugim zabytkiem studyów Cvijiča jest poznanie, że młodsze ruchy nie fałdujące wiążą się z miejscami i liniami starszych dyslokacyi, w Żelaznej Bramie szczególnie z ważnemi liniami tektonicznemi Poreczki i Gospodin Vir-Ljupkova. W epoce dyslokacyi pooligoceńskich pierwszy raz — zdaje się — zaczynały się zapadać kotliny węgierskie i rumuńskie. Pogląd to podobny do wyniku, do którego doszedłem na podstawie badań w zachodnich Karpatach. Właśnie na miejscu fleksur, wzdłuż których te dwie wielkie kotliny zapadały się,

---

[1]) p. uwagę 1. str. 361.

nawet jeszcze w czasach popliioceńskich i dyluwialnych, ruchy górotwórcze odnowiły się i były szczególnie intenzywne

C v i j i č pracował nad Dunajem w terenie, którego absolutna wysokość nie jest znaczna i dla tego dziwić się nie możemy, że tak mało i tak niepewne ślady zostało tam z dawnych form mioceńskich. Wiemy bowiem ze studyów De M a r t o n n e'a, że powierzchnia mioceńska leży dziś w znacznej wysokości. Mimo to znalazł C v i j i č dwie wskazówki dla odgadnięcia kształtów mioceńskich i ruchów potortońskich. Szereg listw i teras wzdłuż Dunaju, znacznie wyżej od form plioceńskich położonych, tłumaczy on jako resztki dawnego Dunaju mioceńskiego. Może należą do tej samej powierzchni (odpowiadającej prawdopodobnie poziomowi Riu Ses D e M a r t o n n e'a) wysokie formy zrównane koło Svinicea Mare i na *S* od Maidanpek Po drugie znajdujemy dziś jeszcze wzdłuż linii mioceńskiego Dunaju w kilku miejscach, choć już dyslokowane, pokłady młodszego miocenu (Ljupkowa, Dolni Milanovac, Dubova, Oršova-Bahna); pokłady te są pochodzenia miejscowego, płytkowodne, często wyglądu stożka żwirowego i sięgają w formie krótkich zatok do dolin bocznych. Dla tego nie możemy ich tłumaczyć jako resztki pokrywy ogólnej mioceńskiej, lecz jedynie jako szczątki cieśniny morskiej podobnej do Bosforu. W cieśninie tej morze zalało przedtortoński przełom Dunaju, jak w Bosforze rzekę przełomową plioceńską. Zgadza się z tem, że w północnej Serbii, jakoteż w dolinach Temes i Strellu, morze tortońskie wdarło się tak samo, jak w Zachodniej Galicyi, w przedtortońskie doliny.

Łożysko przedtortońskiego Dunaju dziś jest prawie do niepoznania przeobrażone z powodu podwójnych dyslokacyi, które je rozdarły i do bardzo różnych poziomów wydźwignęły lub w głębiły. C v i j i č utrzymuje, że ruch ten miał kształt falisty i że właśnie on spowodował, iż w niektórych miejscach, na przykład między Bahna i Orsova a Orsova i Milanovac, znajdujemy resztki form erozyjnych w wysokości 400 – 500 *m*, gdy tuż obok, na przykład w Milanovac, sięgać muszą pod pokrywą tortońską poniżej dzisiejszego poziomu Dunaju. Przyznaję się, że jego rekonstrukcya (str. 35) nie wydaje mi się oparta na dość licznym i pewnym materyale. Z drugiej strony muszę zwrócić uwagę

na to, że sam stwierdziłem w Zachodniej Galicyi wgięcie kotlin nowotarskiej i sądeckiej podczas ogólnego wypiętrzenia sarmackiego.

Skutkiem tej dyslokacyi sarmackiej było ogólne wypiętrzenie gór Żelaznej Bramy. Pontyjskie łożysko Dunaju leży czasem 100—150 *m* poniżej mioceńskiego; fakt, że różnice pionowe między poziomami doliny mioceńskiej i pontyjskiej co chwila się zmieniają, że w licznych miejscach dolina pontyjska leży nawet wyżej od mioceńskiej, dowodzi, że ruchy sarmackie były bardzo nierównomierne. Z wypiętrzeniem ogólnem sarmackiem zgadza się fakt, że cieśnina mioceńska przestała nią być w sarmacie; pokłady sarmackie znajdujemy na zachodzie tylko do Koromui, na wschodzie do Oršovy. Za to w czasach pontyjskich zaszło znów daleko idące zrównanie nie tylko doliny Dunaju, lecz także całego otoczenia. Dolina Dunaju pontyjska przedstawia najszerszy i najrówniejszy z poziomów tej rzeki zachowanych w Żelaznej Bramie, jest przytem bardzo bogata w pokłady żwirów.

Pontyjskiemu Dunajowi odpowiada otoczenie zgrzybiałe, prawie — równina, najlepiej zachowana w płycie Miroč na południe od Oršovy. Jest to ta sama peneplena, którą De Martonne znalazł w płycie *W* Mehedinti i którą nazwał poziomem plioceńskim Gornovica. Nad nią wznoszą się góry, które de Martonne uważa jako resztki denudacyjne dawnych gór (monadnok), podczas gdy Cvijič sądzi, że odpowiadają młodszym wygięciom penepleny w formie lekkich fałdów. Wiek zrównania wynika jasno z dwóch faktów: zrównanie ścina jeszcze sarmat (V. Čuka), jest więc posarmackie, a leży wyżej od poziomu jeziora lewantyńskiego w Rumunii, tak samo wyżej od górnoplioceńskiego łożyska Dunaju, na którem Cvijič znalazł w żwirach kości i zęby *Elephas meridionalis*. Wielkie zrównanie i peneplena Miroč są z pewnością dolnoplioceńskie. Dobre zachowanie form tego poziomu dolno-plioceńskiego umożebnia, mimo silnych późniejszych zakłóceń, jego rokonstrukcyę. A właśnie ta rekonstrukcya poucza nas o formie i sile ruchów średnioplioceńskich; terasa z *Elephas meridionalis* już niedoznała tych zakłóceń, o których teraz będzie mowa.

W średnim pliocenie góry Żelaznej Bramy doznały wypiętrzenia o 70—170 *m* z równoczesnem lekkiem sfałdowaniem. Dwa siodła i dwa łęki przecięły w kierunku dawnych fałd, to jest w kierunku *N*–*S*, dolinę dolno-plioceńskiego Dunaju. Skutkiem tego łożysko Dunaju znajduje się w dwóch okolicach (Gospodin vir, Lip-Podvorska) w znacznej wysokości względnej (+ 314 do + 320 *m*, + 328 do + 408 *m* nad Dunajem), w dwóch innych (Golubac, Kazan) stosunkowo nizko (+ 240 do + 290 *m*, + 267 *m* nad Dunajem). Ruchy tektoniczne były szczególnie intensywne na brzegach gór i kotlin, a to na brzegu węgierskim (Golubac) w kierunku negatywnym, na brzegu rumuńskim (Sip) zaś w kierunku pozytywnym; maksymalne wypiętrzenie ruchu falistego wynosi 180 *m*. Właśnie w okolicach silnego ruchu pozytywnego, więc na miejscu siodeł, znajdujemy katarakty, progi, jeszcze dziś nieprzezwyciężone; są to progi tektoniczne. Potwierdzenie znajdują te wyniki, zdaje się, w przebiegu równi Miroč. Mapa izohipsowa tej powierzchni dolno-plioceńskiej, którą Cvijič skonstruował, pokazuje właśnie w okolicach Hrebenia i Kazanu dwa grzbiety, przebiegające w kierunku *N*–*S* w poprzek przez Dunaj. Cvijič uważa je za tektoniczne wypiętrzenia fałdowe równi Miroč [1]; ale górotworu Deli Jovan pod żadnym warunkiem w ten sposób tłumaczyć nie możemy.

Wszystkie te ruchy górotwórcze były ukończone, gdy Dunaj wyżłobił terasę górno-plioceńską 200 *m* (z *Elephas meridionalis*), ale już o 70 *m* niżej od najniższej części dolno-plioceńskiej doliny Dunaju, więc po ogólnem wypiętrzeniu o 70 *m*. W czasach późniejszych wytworzył on jeszcze 5 systemów teras, z których górne dwa, odznaczające się wraz z terasą 200 metrową żwirami kwarcowemi zubożałemi, możemy uważać za górno-plioceńskie, gdy terasy dolne (3), po-

[1] To zdanie Cvijič wypowiedział też w odczycie podczas IX. Kongresu międzynarodowego geografów w Genewie 1908: Die flexurartige Dislozierung der Meeresküsten und die Talbildung.

B. Willis (obacz uwagę 1. str. 366) był zdania, że zboczenie Dunaju ze swego dotychczasowego biegu ku *NE* koło Milanovac należy tłumaczyć widocznem tu normalnem siodłem plioceńskiem. Spostrzegł on także daleko idące zrównanie mioceńskie i charakter antecedencyjny przełomu Dunaju.

kryte żwirami pstremi młodszemi, uważamy za dyluwialne, ponieważ po części okazują charakter utworów fluwio-glacyalnych. Po wytworzeniu się tych teras odbywały się jeszcze ruchy górotwórcze niewątpliwe, jak o tem z wszelką jasnością wnioskować możemy z faktów następujących: niektórych terasy niewarstwowe mają upad odwrotny, ku górze rzeki (między Belobreška i Bazyasz); inne znowu mają spadek znacznie większy, niż odpowiada ich formom i spotyka się w innych częściach tego samego systemu (*Šip*, Kladovo); niektórych teras musimy szukać w kotlinach węgierskiej i rumuńskiej pod nasypami młodymi, gdy ich dalszy ciąg w przełomie Dunaju znajdujemy powyżej poziomu rzeki. Czasem terasy są poprostu połamane (jak to de Martonne w Mołdawii stwierdził). Dokładniejsze zbadanie tych ruchów górotwórczych górno-plioceńskich i czwartorzędnych pozostaje jeszcze zadaniem przyszłości. W nieznany dotychczas sposób, przed stawiający wdzięczne pole pracy, łączą się terasy rzeczne Dunaju z terasami nadbrzeżnemi mórz i jezior trzecio- i czwartorzędnych, których historya ściśle się wiąże z historyą gór naddunajowych, wypiętrzonych jak klin między dwoma zapadnięciami. Rozumie się, że wobec tak mnogich młodszych ruchów górotwórczych absolutne rozmieszczenie pionowe pokładów i form trzecio- i czwarto-rzędnych nie jest pierwotne; tem ważniejsze są stosunki ich względne.

Najwięcej zajmujące jest spostrzeżenie Cvijiča co do ruchu fałdującego, znacznie młodszego od podobnych ruchów do dziś znanych, bo średnioplioceńskiego. Nie był on dość intenzywny, by zupełnie zniszczyć formy starsze od tego fałdowania, a stwierdzono dalej, że tym fałdowaniom i ruchom falistym towarzyszą zawsze wypiętrzenia. Sprawę bardzo delikatną co do powodu tworzenia się teras plioceńskich i czwartorzędnych zgodnie z Cvijičem nie ośmielamy się uważać za ostatecznie rozstrzygniętą.

VII. Wnioski.

Ukończyłem przegląd dotychczasowych naszych wiadomości o młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Niech mi będzie wolno streścić je w następującej tabelce i wyciągnąć z nich kilka ogólnych wniosków.

Ruchy młodsze górotwórcze i epoki zrównania w Karpatach.

Zestawił L. Sawicki (1908).

Kraina . .	Zachodnia Galicya	Karpaty zachod. centralne	Kras słowacki	Brama Morawska	Środkowe Karpaty	Wschodnie Karpaty	Brama Żelazna	Alpy Transsylwańskie
Autor . . .	L. Sawicki	L. Sawicki	L. Sawicki	H. Hassinger	L. Sawicki	S. Rudnicki (Sawicki)	J. Cvijič	E. de Martonne
Oligocen			**Połamanie** Węgle z Somodi					
I. Miocen	**Fałdowanie, nasunięcia płaszczowinowe** Zrównanie górne **Wypiętrzenie I. 0-600 m** Zrównanie dolne **Wypiętrzenie II. 2-300 m** Pokrajanie dolinne	**Fałdowanie, nasunięcia płaszczowinowe** **Zapadnięcia główne kotlin**	**Połamanie** Zrównanie **Wypiętrzenie 7.500 m**	**Fałdowanie, nasunięcia** Zrównanie **Wypiętrz. 300 m** Pokrajan. dol.	**Nasunięcia główne** Zrównanie górne **Wypiętrzenie I.** **Wgięcie poziomu górn.** **Zapadanięcie Alföldu** Zrównanie dolin. **Wypiętrzenie II.** Pokrajanie dolin.	Zrównanie	Zrównanie	Zrównanie Boresco **Wypiętrzenie 5-600 m** Zrównanie Riu Ses
II. Miocen	Transgresya Zasypanie dolin	Epoka jeziorna Dyslokacya żwirów	**Zapadnięcie padołów**	Transgressya Zasyp dolin	Transgressya Zasypanie dolin	Transgresya	Trans- i ingresya	Transgresya
Sarmat . .	**Wypiętrzenie III. 0-400 m** Ustawienie skośne Pokrajanie dolin.	**Wypiętrzenie Małych Karpat** Pokrajanie dolin	Skrasowanie Pokrajanie dolin	Erozya	**Wypiętrzenie ?**	**Wypiętrzenie i nasunięcie**	**Wypiętrzenie 4-500 m i wgięcia kotlin**	**Wypiętrzenie 2-400 m**
Pliocen I. / II.	Erozya		Transgresya Zasypanie dolin	Terasowanie pontyjskie	Erozya	Erozya	Zrównanie Miroč **Wypiętrzenie faliste 70 m** Poziom 200 m	Zrównanie Gornovica **Wypiętrzen. 300 m**
Czwartorzęd	Terasowanie (50 m)	Wyprzątanie kotlin Terasowanie	Wyprzątanie dolin Terasow. (30 m)	Erozya Terasowanie	Terasowanie	Terasowanie 50 m	Terasowanie i **dyslokacye młodszych teras**	Terasowanie **Dyslokacye teras I. i II.**

1. Ruchy młodsze górotwórcze w Karpatach odbywały się przeważnie w trzeciorzędzie, w znacznie mniejszej mierze w czwartorzędzie, choć i w tym czasie mamy jeszcze przesunięcia dolnych poziomów erozyi o 50 — 60 *m* i więcej. — W młodszym trzeciorzędzie występują szczególnie 3 epoki jako czasy ruchów tektonicznych, to jest 1) epoka śródmioceńska, 2) epoka sarmacka, 3) epoka młodoplioceńska.

2. Formą tych ruchów młodszych jest we właściwych Karpatach wypiętrzenie *en bloque* i ustawienie skośne, tak, że możemy jeszcze zrekonstruować dawne formy; tylko rozmieszczenie pionowe i spadek ich stoi w niezgodzie z formą.

3. Równocześnie odbyły się w geosynklinalach podkarpackich ruchy fałdujące w miękkich pokładach młodo-trzeciorzędnych, a nawet nasunięcia. Czasem, o ile wiemy, ruchy wypiętrzające przybierały także charakter falisty z towarzyszącemi wgięciami, jak to w okolicy Żelaznej Bramy i w Zachodniej Galicyi stwierdzono.

4. Równocześnie z wypiętrzeniami w górach i fałdowaniami lekkiemi w Podkarpaciu nastąpiło zapadnięcie się kotlin rumuńskiej, węgierskiej, wiedeńsko-morawskiej, pokuckiej; dla tego prawdopodobieństwo jest wielkie, że te ruchy pozytywne i negatywne stoją ze sobą w pewnym izostatycznym związku.

5. Intenzywność wypiętrzeń nie jest wszędzie równa; ze studyów w Zachodniej Galicyi, w Alpach Transsylwańskich i u Żelaznej Bramy wynikałoby, że ruchy mioceńskie były trochę znaczniejsze od sarmackich; na wschodzie znowu ruchy plioceńskie były bardzo wydatne. W ogóle wypiętrzenie spowodowane tymi ruchami wynosi w Zachodnich Karpatach 800 do 1200 *m*, w Alpach Transsylwańskich 1000—1300 *m*, w Żelaznej Bramie minimalnie 500—800 *m*.

6. Znaczną rolę odgrywa w tych ruchach ustawienie skośne; prawie żaden ze znanych poziomów nie ma dziś spadku odpowiedniego formom, a zawdzięcza to nierównomiernym ruchom górotwórczym.

7. Bardzo ważnym wynikiem jest, że ruchy górotwórcze *en bloque* są, im dalej na wschód, tem młodsze. O intenzywnych ruchach plioceńskich na zachodzie w ogóle nic nie

wiemy; we Wschodniej Galicyi niema ani śladu dyslokacyi czwartorzędnych, podobnych jak rumuńskie. A nawet intensywność poszczególnych ruchów rośnie ku wschodowi i przenosi się równocześnie na zaburzenia młodsze. W Zachodniej Galicyi podwójny ruch mioceński jest najważniejszy, na wschodzie natomiast ruchy plioceńskie. Wypiętrzenie sarmackie, które na zachodzie miało formę ustawienia skośnego o 0—400 *m*, na wschodzie jest ruchem *en bloque* o 200—400 *m* w Alpach Transsylwańskich, lub ruchem falistym o oscyllacyi > 500 *m* w Żelaznej Bramie. Ruchy plioceńskie, na zachodzie ledwie znane, przechodzą w Żelaznej Bramie 70 *m*, a w Alpach Transsylwańskich 300 *m*. Nawet ruchy czwartorzędne, na zachodzie niedostrzegalne, spowodowały w Rumunii 100 metrowe uskoki.

8. To przesunięcie ruchów górotwórczych w Karpatach naśladuje tylko podobną wędrówkę procesu fałdowania starszego, którą Uhlig [1]) stwierdził już dawniej. W Zachodniej Galicyi lub na Morawach uległ tylko miocen starszy ruchom fałdującym; młodszy miocen leży na nim trasgresyjnie i został tylko słabo zakłócony przez późniejsze ruchy górotwórcze. We Wschodniej Galicyi już młodszy miocen jest przerzucony, a w Rumunii nie tylko sarmat, lecz nawet pliocen został lekko pofałdowany.

9. Widzieliśmy, że wybuchy wulkaniczne w Zachodnich Karpatach stoją w związku z mioceńskimi ruchami górotwórczemi; już w górach Wihorlat-Gutin miesza się typ andezytowy wybuchów mioceńskich, z typem dacytowym wybuchów sarmackich, który na wschód coraz więcej przeważa; Hargittę wytworzyły wybuchy, które od sarmatu trwały aż do czasów lewantyńskich. Dobrze zachowany kształt jeziora kraterowego św. Anny, nie ustająca jeszcze czynność kilku solfatar i inne zjawiska wskazują, że czynność wybuchowa ustała dopiero w pliocenie, albo jeszcze później.

10. Karpaty zawdzięczają swój dzisiejszy wygląd tylko co opisanym ruchom górotwórczym; wpływu głównego fałdowania i ruchów płaszczowinowych na ukształtowanie powierzchni szukamy darmo; objawia się on tylko w prze-

---

[1]) Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, Wien (1903).

biegu warstw odpornych i nieodpornych Nie wiemy nawet czy te ruchy zbudowały górotwór, może masowy, jak Cvijič sądzi, czy odbyły się one może całkiem pod grubym płaszczem pokładów, głęboko pod powierzchnią, co uważam za prawdopodobniejsze. Dopiero wypiętrzenia młodsze poddały Karpaty pod modelowanie czynników działających na powierzchni. Rzeźba Karpat jest dlatego przeważnie młodotrzeciorzędna.

11. Rzeźbienie powierzchni Karpat nastąpiło, zdaje się, wszędzie przeważnie w 3 cyklach: mioceńskim, plioceńskim i czwartorzędnym. Każdy główny cykl, powodowany ruchem górotwórczym, składa się z fazy erozyi i z fazy zrównania; zresztą rzadko był zupełnie jednolity; zwłaszcza o młodszych wiemy, że wykazują kilka etapów rozwoju. Przez badania morfologiczne padło światło jaśniejsze właśnie na te zjawiska i epoki.

ZUSAMMENFASSUNG.

Die jungen Krustenbewegungen in den Karpathen.

In den letzten Jahren ist eine Reihe von grösseren und kleineren morphologischen Studien in verschiedenen Teilen der Karpathen gemacht und publiziert worden [1]). Es gelang dabei,

---

[1]) Cvijič. Jov.: Vortrag in der Fachsitzung der k. k. geogr. Ges. Wien, November (1907).

— Entwickelungsgeschichte des Eisernen Tores, Peterm. Mit. Ergzh. **160**, Gotha (1908).

Hassinger H.: Vortrag in der Fachsitzung der k. k. geogr. Ges. Wien, Dezember (1907).

— Die Mährisch-Weisskirchner Wasserscheide, Geograph. Jahresbericht aus Österreich (1908). [Im Erscheinen].

De Martonne Em.: Sur l'évolution du Relief du Plateau de Mehedinti, C. R., Ac. Sc. Paris (1904); **138**, 1058—1060.

— Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie, ibidem (1904); **138**, 1440—1442.

— Sur les terasses des rivières Karpatiques en Roumanie, ibidem (1904); **139**, 226—227.

tiär statt, in viel geringerem Masse im Quartär, obgleich wir mit Hilfe und auf Grund der morphologischen Methode, auf die jüngeren, den Hauptfaltungen und Hauptdislokationen nachfolgenden Krustenbewegungen neues Licht zu werfen. Ich habe speziell die nach dieser Richtung hin gewonnenen Resultate einer kurzen, kritischen Übersicht unterzogen und sie in der folgenden Tabelle (S. Seite 397) und in einigen allgemeinen Sätzen niedergelegt:

De Martonne Em.: Sur l'évolution de la zone des depressions subkarpatiques en Roumanie, ibidem (1904); **139**, 316—318.

— Sur le caractère des hauts sommets des Karpates méridionales. C. R. Congrès pour l'avancement des Sc. Bucarest (1903), Bucarest (1907), Extr.

— L'évolution morphologique des Karpates meridionales. C. R. Congrès international de Géographie Washington (1904). Washington (1905); 138—145.

— Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates meridionales). Revue de Géographie annuelle (Velain). Paris (1906/7); **I, 11**—21, 1—279.

Rudnyckyj Stef.: Znadoby do morfologii karpackoho stoczyszcza Dnistra. Zbirnyk sek. mat. pryrodn. Tow. Szewczenki Lwów **X**, (1905).

— Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes **I.** Geograph. Jahresbericht aus Österr. **5**, Wien (1907).

— Znadoby do morfologii pidkarpackoho stoczyszcza Dnistra. Zbirnik, ibidem, **11**, Lwów (1907).

— Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes **II**, Geograph. Jahresbericht aus Österr. **7**, (1908), Wien (im Erscheinen).

Rudnicki—Romer: Polemik über die diluviale Hebung der Ostkarpathen. Kosmos **32**, (1907):
Rudnicki: 367—372, 462—463.
Romer: 243—246, 373—378.

Romer Eug.: Kilka przyczynków do historyi doliny Dniestru. Kosmos, Lwów (1906); **31**, str. 363.

— Beiträge zur Geschichte des Dniestrtales. Mittlg. der k. k. geograph. Gesellschaft, Wien (1907); **50**, 275—293.

Sawicki Lud: Physiographische Studien aus den westgalizischen Karpathen. Geograph. Jahresbericht aus Österr. Wien (1908); **7**, 67—94 (im Ersch.).

Landschaft	Westgalizien	Zentrale Westkarpathen	Słovakischer Karst	Mährische Pforte	Mittelkarpathen	Ostkarpathen	Eisernes Tor	Südkarpathen
Autor	L. Sawicki	L. Sawicki	L. Sawicki	H. Hassinger	L. Sawicki	St. Rudnicki (Sawicki)	J. Cvijič	E. de Martonne
Oligozän			**Bruch** Kohlen v. Somodi					
I. Miozän	**Haupt- u. Überfaltung** Obere Einebnung **I. Hebung, 0-600 m** Untere Einebnung **II. Hebung, 2-300 m** Zertalung	**Haupt. u. Überfaltung** **Haupteinbruch der Kessel**	**Bruch** Einebnung **Hebung >500 m**	**Hauptfaltung** Einebnung **Hebung, 300 m** Zertalung	**Hauptfaltung** Obere Einebnung **Hebung I. Einbiegung d. ob. Niv. Einbruch des Alföldes** Untere Einebnung **Hebung II.**	Einebnung	Einebnung	Einebnung Boresco **Hebung, 5-600 m** Einebnung Riu Ses
II. Miozän	Transgression Verschüttung	Seenperiode **Dislokation der Schotter**	**Einbruch der Poljen**	Transgression Verschüttung	Transgression Verschüttung	Transgression	Trans u. Ingression	Transgression
Sarmatikum	**III. Hebung, 0-400 m** Schiefstellung Zertalung	**Hebung der Kleinen Karpathen** Zertalung	Verkarstung Zertalung	Erosion	**Hebung?**	**Hebung u. Überschiebung**	**Hebung um 4-500 m Einbiegung d. Becken**	**Hebung, 2-300 m**
Pliozän I. / II.	Erosion	Erosion	Transgression Verschüttung	Pontische Strand-Terrassen	Erosion	Erosion	I.: Einebnung Miroč **Wellige Hebung, 70 m**; II.: Terrasse 200 m	Einebnung Gornovica **Hebung, 300 m**
Quartär	Terrassierung (50 m)	Ausräumung Terrassierung	Erosion Terrassierung	Erosion Terrassierung	Terrassierung	Terrassierung 50 m	Terrassierung 60 m **Dislokation jüngerer Terassen**	Terrassierung **Dislokation jüngerer Terassen**

Zusammengestellt von L. Sawicki. (1908).

1. Die jüngeren Krustenbewegungen fanden in den Karpathen nach der Hauptfaltung vorwiegend im jüngeren Tertiär statt, in viel geringerem Masse auch im Quartär, obgleich wir auch in dieser Zeit noch mit Verschiebungen von 50–60 *m* und mehr, ja mit Flexuren bis zu 100 *m* zu rechnen haben. Vor allem treten im jüngeren Tertiär 3 Epochen als Zeiten besonders intensiver gebirgsbildender Bewegungen hervor: 1. das Intermediterran, 2. das Sarmatikum und 3. das Jungpliozän.

2. Die Form dieser jungen Bewegungen ist in dem Gebirge selbst die der Hebung *en bloque* und der Schiefstellung, so dass wir noch die alten Formen zu erkennen vermögen; nur deren Höhenlage und Gefälle steht im Widerspruch zur Form und zur heutigen Entwickelung.

3. Gleichzeitig fanden in den subkarpathischen Geosynklinalen leichte Faltungen der weichen, jungtertiären Schichten statt, selbst Überschiebungen lassen sich nachweisen. Manchmal haben auch die gehobenen Blöcke des Gebirges wellenartige unregelmässige Faltungen erfahren, wobei Einbiegungen von flachen Becken mitspielten, so in Westgalizien und im Eisernen Tore.

4. Zur selben Zeit, da die Gebirge gehoben, die Geosynklinalen gefaltet wurden, sanken die grossen zentralen und randlichen Becken Rumäniens, Ungarns, das Wiener-moravische Becken, Pokutien u. s. w. ein. Deshalb ist die Wahrscheinlichkeit sehr gross, dass diese positiven und negativen Bewegungen in einem isostatischen Verhältnisse zu einander stehen.

5. Das Ausmass der Hebungen ist nicht überall gleich; aus den Studien in Westgalizien, den Südkarpathen und dem Eisernen Tore scheint hervorzugehen, dass die miozänen Bewegungen etwas intensiver waren, als die sarmatischen; im Osten waren wieder die pliozänen Bewegungen sehr bedeu-

Sawicki Lud.: Z fizyografii Zachodnich Karpat. Archiwum naukowe, Lwów (1909), [im Druck].

— Szkic krasu słowackiego etc. „Kosmos“, Lwów (1908); **33**, 395—446.

Willis Bailey: Report on geological investigations, **4.** Yearbook of the Carnegie Institution of Washington (1906); **197** fol.

tend. Im Ganzen betrug die Hebung in Westgalizien, dank den jüngeren Krustenbewegungen, etwa 8 – 1200 *m*, in den Südkarpathen 1000 — 1300 *m*, im Eisernen Tore im Minimum 5—800 *m*.

6. Bei diesen Krustenbewegungen spielen Schiefstellungen eine bedeutende Rolle; keine der bisher erkannten, zahlreichen Einebnungsflächen hat heute ein Gefäll, das dem Alter seiner Form entsprechen würde, sondern dieses Gefäll is schon mit durch die ungleichmässigen Krustenbewegungen geschaffen worden.

7. Ein wichtiges Ergebnis ist, dass die Krustenbewegungen desto jünger zu sein scheinen, je mehr wir uns dem Osten nähern. Von intensiven Krustenbewegungen im Pliozän wissen wir in den Westkarpathen überhaupt nichts, so wie auch von den quartären Dislokationen, ähnlich denen in Rumänien. Selbst das Ausmass der Hebungen wächst gegen Osten und verschiebt sich zugleich auf die jüngeren Bewegungen. In Westgalizien ist die doppelte miozäne Hebung von grösster Bedeutung, im Osten sind es die pliozänen Hebungen. Die sarmatische Bewegung die im Westen eine Schiefstellung um 0—400 *m* bedeutet, ist in den Südkarpathen eine Hebung *en bloque* um 2—400 *m*, im Eisernen Tore eine Wellenbewegung von 4—500 *m* Oszillationsweite, in den Ostkarpathen wahrscheinlich selbst eine mit einer Hebung um 400 *m* verbundene Überschiebung. Auch die quartären Bewegungen, im Westen kaum erkennbar, verursachen den steilen flexurartigen Bruch der rumänischen Terassen um 100 *m*.

8. Das Wandern der Krustenbewegungen gegen Osten äfft nur die gleichsinnige Verschiebung des Faltungsprocesses nach, der im Westen älter ist als im Osten; in Mähren oder Westgalizien ist nur das ältere Miozän gefaltet, das jüngere liegt transgressiv auf dem schon gefalteten Gebirge und wurde durch die späteren Hebungen nur schwach disloziert. In Ostgalizien ist noch das jüngere Miozän überfaltet, und in Rumänien unterlag nicht nur das Sarmatikum, sondern selbst das Pliozän einer gelinden Faltung.

9. Die gewaltigen Vulkanausbrüche, welche die Westkarpathen im Süden umgürten, stehen, wie wir sahen, nicht mit der Hauptfaltung, wohl aber mit den jüngeren, miozänen

Krustenbewegungen in Zusammenhang. Schon im Vihorlat Gutin-Gebirge kombiniert sich der miozäne Andesiteruptionstypus des Westens mit dem sarmatischen Daziteruptionstypus des Ostens; letzterer überwiegt, je weiter wir dem Osten zu wand rn. Die Hargitta wurde durch Eruptionen aufgebaut, die vom Sarmatikum bis zum Levantinikum dauerten. Die vorzüglich erhaltene Kraterform des St. Annensees, die noch nicht erlahmte Tätigkeit zahlreicher Solfataren des Büdösgebirges und andere Kennzeichen scheinen zu verraten, dass die vulkanische Tätigkeit erst im Pliozän, vielleicht erst später aufhörte.

10. Erst den jüngeren Krustenbewegungen verdanken die Karpathen ihr heutiges Aussehen; vergebens suchen wir den Einfluss der Hauptfaltung und der Überfaltungen in der Formengestaltung der heutigen Oberfläche; nur im Verlauf der mehr oder minder widerstandsfähigen Schichten spiegelt sich die Struktur. Ja, es ist wahrscheindlich, dass diese intensiven Bewegungen sich tief in der Erdkruste unter einer mächtigen Deckschicht abspielten. Erst die jüngeren Hebungen lieferten die Karpathen den die Erdoberfläche modellierenden Prozessen aus. Das Karpathenrelief ist überwiegend jungtertiär.

11. Die Modellirung der Karpathenoberfläche fand überall vorwiegend in 3 Zyklen statt, einem miozänen, einem pliozänen und einem quartären Zyklus. Jeder Hauptzyklus, den eine Krustenbewegung inauguriert, setzt sich zusammen aus einer Erosionsphase und einer Einebnungsphase; übrigens zeigen die Zyklen, besonders der jüngste, einen etappenförmigen Verlauf, der vielleicht mit den uns noch unbekannten Ursachen der Strandverschiebung der umgebenden Meere zusammenhängt.

Auf alle diese Erscheinungen der jüngeren Epochen hat gerade die morphologische Erforschung der Karpathen helles Licht geworfen.

27. November, 1908.



